

Cronología de Tsunamis en Ecuador desde 1586 a 2012

Chronology of Tsunamis in Ecuador from 1586 to 2012

Ing. Manuel Contreras López Mg.

Decano Facultad de Ingeniería, Universidad de Playa Ancha
Valparaíso, CHILE
manuel.contreras@upla.cl

RESUMEN

El litoral continental de Ecuador se encuentra cercano a una de las zonas más sísmicas del planeta. Estos sismos son capaces de generar tsunamis. El objetivo del presente trabajo es construir una base de datos estándar de los tsunamis de campo cercano y lejano que han afectado a Ecuador. Se logró identificar a 58 tsunamis desde el año 1586 al 2012, de los cuales el 24.1% fueron de campo cercano y 10 fueron sucesos destructivos. En la mayoría de los tsunamis destructivos la fuente de generación fue cercana, sin embargo algunos fueron de campo lejano. Se muestra la existencia de una zona de silencio sísmico al sur del cabo San Lorenzo, significando esto que en Ecuador existe una amenaza de un sismo tsunamigénico destructivo de campo cercano.

Palabras claves: *islas Galápagos, máxima cota de inundación, riesgos naturales, Pacífico Sur Oriental, zonas costeras.*

ABSTRACT

Ecuador's continental coastline is close to one of the most seismic areas in the world. These earthquakes may generate tsunamis. The objective of this present study is to build a standard database of near and far field tsunamis that have affected Ecuador. Fifty - eight tsunamis were identified from 1586 to 2012, of which 24.1% were near field and 10 were destructive events. In most of the destructive tsunamis, the generation source was near, however some of them were far field. This shows the existence of a seismic silent area south of Cape San Lorenzo, which means that there is a threat of a near field destructive tsuminagenic earthquake in Ecuador.

Key words: *Coastal zones, eastern South Pacific, Galapagos Islands, natural hazards, runup.*

Recibido: 23 de agosto, 2013
Aceptado: 24 de octubre, 2013

INTRODUCCIÓN

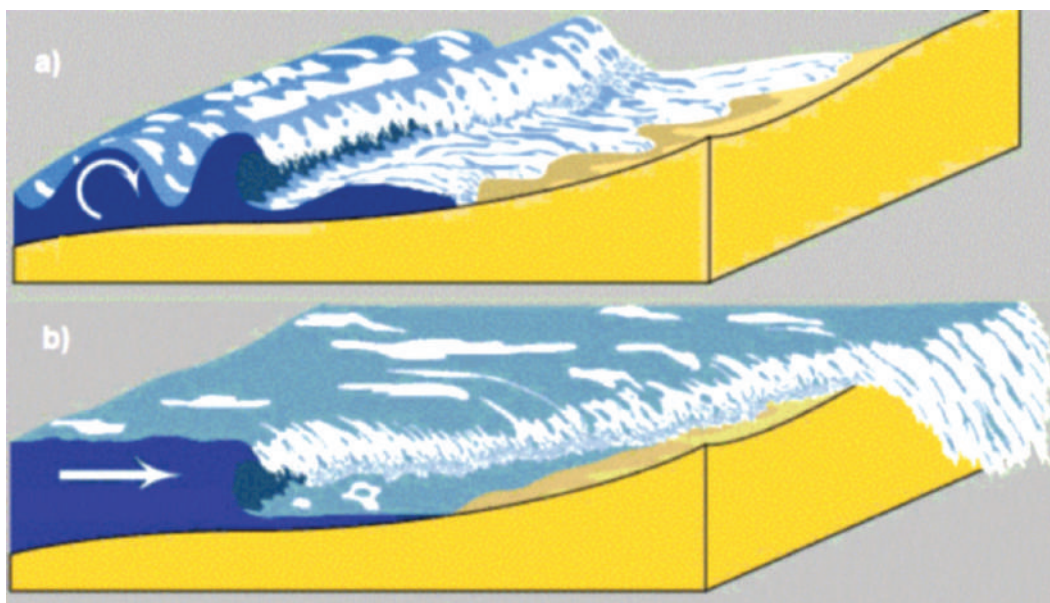
La costa oeste del continente sudamericano es afectada constantemente por terremotos, debido a la subducción de la placa de Nazca bajo de la placa Sudamericana (Aguiar *et al.*, 2009), que se extiende por más de 9'000 [km] en paralelo al litoral de Colombia, Ecuador, Perú y Chile. Esta zona es una de las más sísmicas del mundo y representa alrededor del 15% al 20% de la energía telúrica total liberada por nuestro planeta (Giesecke *et al.*, 2004), siendo la cordillera de Los Andes el resultado de este choque de placas. En la costa de Ecuador, además, se encuentra la subducción de la dorsal Carnegie frente al cabo San Lorenzo (Otero

et al., 2009), aumentando la sismicidad de la región y la probabilidad de ocurrencias de megaterremotos como el ocurrido en 1906: uno de los 10 terremotos con mayor magnitud registrada, $M_w = 8.8$, idéntica magnitud del terremoto sufrido por Chile en el año 2010.

El término Tsunami corresponde a una serie de ondas oceánicas de considerable período (entre 5 y 60 minutos) y longitud de onda (100 a 300 [km]), generadas por una perturbación a gran escala en el océano. El proceso de retorno al equilibrio puede tomar horas e incluso días hasta llegar a la normalidad. El período y longitud de onda diferencia las ondas de tsunami del oleaje (ondas generadas por viento) y las mareas (ondas

generadas por la fuerza de gravedad). Los tsunamis se propagan como ondas gravitacionales, presentando alturas menores a 1 [m] en mar abierto. Al aproximarse a la costa, incrementan su altura y pueden causar un impacto importante en las comunidades costeras (figura 1). El daño puede manifestarse en muertes, destrucción de la infraestructura portuaria, en la inundación de grandes extensiones de terreno y destrucción en los sistemas de transporte, redes de energía y de agua potable. El arrastre de objetos y sustancias puede provocar contaminación ambiental. Todos estos efectos fueron apreciados recientemente en los tsunamis de Chile 2010 (Winckler *et al.*, 2011; Fritz *et al.*, 2011) y Japón 2011 (Sánchez & Clavijo, 2011).

Figura 1. Diferencias entre ondas generadas por viento (a) donde el agua fluye en círculos, ingresando y saliendo de la playa sin inundar grandes extensiones de terreno; y ondas de tsunami (b) donde el flujo es recto y el agua ingresa rápidamente sobre la tierra como una muralla, superando fácilmente la línea de más alta marea. Fuente: adaptado de <http://visual.ly/tsunami-very-long-gravity-wave> (junio 2013).



El litoral de Ecuador se encuentra a unos 50 [km] de la zona de convergencia de placas, constituyéndose esta interacción en la fuente sismogénica más activa e importante del país (Aguiar *et al.*, 2010) y forma parte de uno de los segmentos de la zona

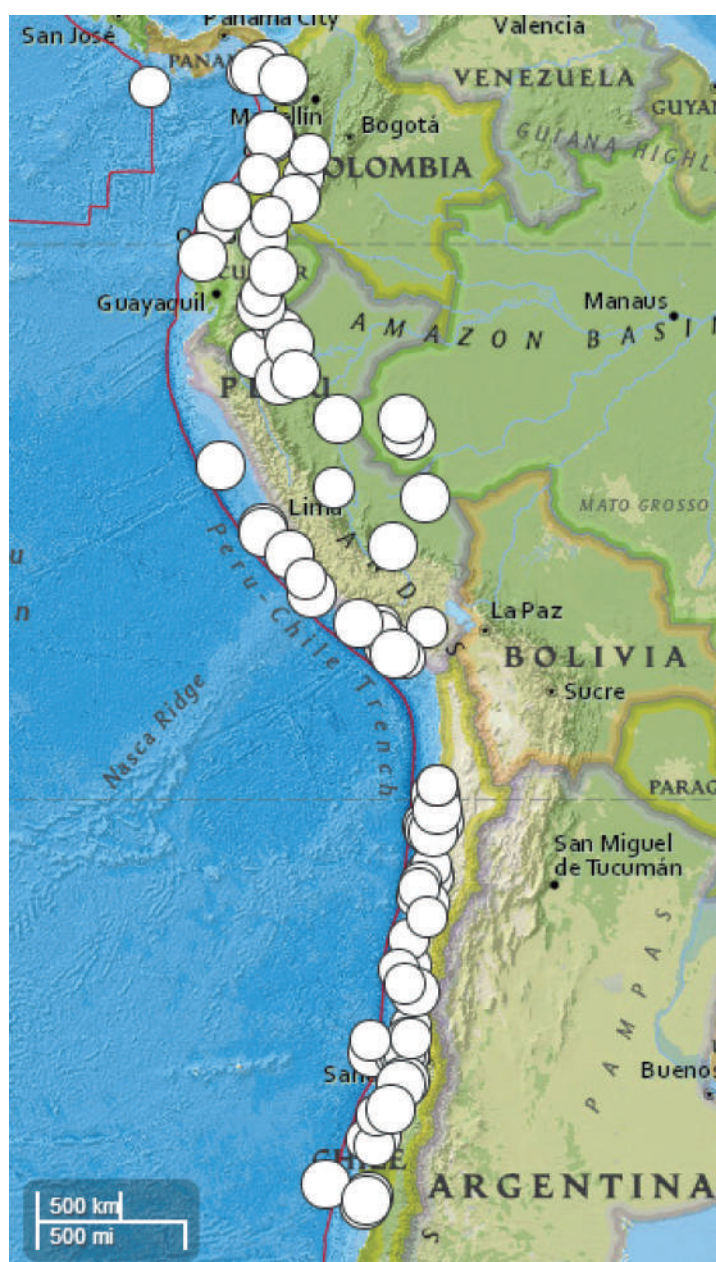
de subducción sudamericana (Beck, 1993). En esta zona de subducción ocurren sismos con magnitudes mayores a 6.7 y cuyos epicentros están muy cerca de la línea de costa o sobre el lecho marino próximo al continente (figura 2). Estas dos condiciones son

suficientes para considerar un sismo tsunamigénico, es decir que puede generar un tsunami. Los tsunamis no siempre son destructivos al arribar a las costas, pudiendo alcanzar desde pocos centímetros a varios metros, arribar en condiciones de bajar o pleamar (mitigando o amplificando sus efectos). Desde 1906 a la fecha se han registrado seis tsunamis de origen cercano en Ecuador (Cruz *et al.*, 2005), en su mayoría no destructivos debido a que ocurrieron en momentos en que el litoral se encontraba escasamente poblado (Acosta, 2006; Espinoza, 1992). Sin embargo, se debe considerar que una gradual localización de los asentamientos humanos del sector costero del país, ha llevado a que la población urbana en la zona costera alcance actualmente el 40% (Espinoza, 2006). Esto implica que de repetirse hoy día alguno de estos tsunamis históricos, existiría una alta probabilidad de que fueran destructivos y causaran pérdidas humanas.

Por otra parte, también se debe tener en cuenta que Ecuador, y en especial las islas Galápagos, se encuentran expuestos a tsunamis generados en otros lugares del Pacífico, el océano con mayor ocurrencia de tsunamis, más del 80% (Levin & Noslov, 2009). Tal como fue graficado con el tsunami de Japón 2011, que motivó una evacuación de las costas ecuatorianas (Rentería, 2012).

Por lo expuesto anteriormente, el conocimiento detallado de estadísticas de tsunamis que han afectado las costas de Ecuador, es una labor prioritaria para cualquier

Figura 2. Epicentros de los sismos de Mw mayor o igual a 6.7 desde 1973 a 2013 en el litoral del Pacífico Sur Oriental. Fuente: USGC (2013).



estudio de riesgo costero. Este trabajo se ve condicionado por los antecedentes históricos registrados, los que existen en la zona sólo a partir del año 1586.

El objetivo de este trabajo es analizar los tsunamis, tanto de campo cercano como lejano, ocurridos en Ecuador en el período 1586 – 2012, sobre la base del estudio de variables de orden físico que, relacionadas, permiten caracterizar el fenómeno e ilustrar que el riesgo de tsunami debe ser contemplado en las políticas de planificación y respuestas ante desastres. Para ello se elabora una base de datos de síntesis de los tsunamis que han afectado las costas ecuatorianas y el archipiélago de Galápagos, considerando la localización del evento, la magnitud (M_w) del sismo generador, la profundidad del hipocentro, la magnitud (m) del tsunami y la máxima cota de inundación (*runup*), diferenciando entre la máxima cota de inundación en Ecuador continental y la máxima cota de inundación en Galápagos (figura 3).

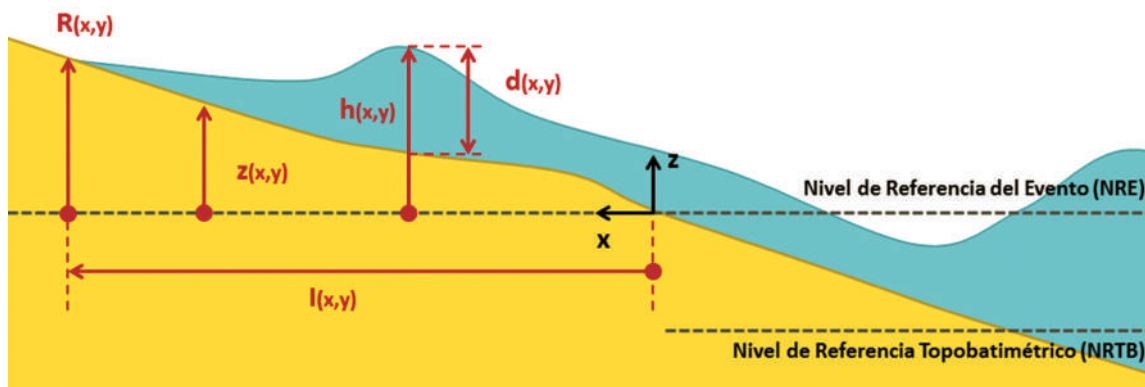
METODOLOGÍA

Se consultaron los catálogos: a) Base de datos históricos sobre tsunamis para el Pacífico (HTDB/Pac, 2005); b) Base de datos históricos mundial sobre tsunamis (HTDB/WLD, 2011), y c) Base de datos de tsunamis de NOAA/WDC (NOAA, 2013). Estas bases de datos contienen parámetros básicos de los tsunamis y los terremotos que los generaron; además, observaciones costeras de *runup* y alturas de anomalías del nivel del mar a partir de mareógrafos. También se consultó la Base de Datos Internacional sobre Desastres (EM-DAT, 2013), que contiene estimaciones de los daños económicos e impactos humanos de los desastres naturales desde 1900 hasta la actualidad.

Para conformar la base de datos de tsunamis en Ecuador se consignó un número correlativo por fecha (Id), la fecha del sismo generador (año, mes, día) y la caracterización del hipocentro (M_w , nombre de la localidad, coordenadas geográficas,

profundidad). El tsunami se caracteriza con el tipo de campo, es decir la distancia del punto de generación del tsunami con respecto a la costa de Ecuador: si la zona de generación es adyacente a la costa ecuatoriana, o se encuentra cercano a las fronteras con Colombia o Perú (entre los 4°N, Buenaventura en Colombia y los 5°S, Piura en Perú), se considera que el campo es cercano. Si el punto de origen se encuentra a una distancia menor a 1'000 [km] de la costa ecuatoriana (entre 8°N, Panamá y 9°S, Chimbote en Perú), entonces el campo es intermedio. Por último si el tsunami es transoceánico (de origen remoto), el campo es lejano. En la base de datos también se consignan las máximas cotas de inundación registrados: en el origen, la costa de Ecuador continental y la costa de Galápagos. Si el campo es cercano, la máxima cota de inundación en el origen coincide con la cota de inundación en el litoral de Ecuador continental. Se consigna también el número de víctimas fatales del tsunami

Figura 3. Nomenclatura utilizada para referir a los diferentes planos verticales e intrusión horizontal de inundación por tsunami, con respecto a un cierto nivel de referencia del evento (NRE) y el de referencia topo-batimétrico (NRTB). R : *runup* o máxima cota de inundación, z : cota de terreno, h : cota de inundación, d : profundidad de inundación e l : máxima intrusión horizontal. Estas variables dependen de las coordenadas horizontales (x , y), por lo que la máxima cota de inundación es diferente en el litoral de Ecuador Continental y en Galápagos.



(que no ocurren necesariamente en territorio ecuatoriano) y la escala del tsunami según Wiegel (Tabla 1).

RESULTADOS

El análisis de las distintas fuentes de información, permitió identificar 58 registros de tsunami de campo cercano, intermedio o lejano en las costas ecuatorianas continental e insular (Tabla 2).

Los registros de tsunamis de campo cercano en el litoral de Ecuador se iniciaron recién en el siglo XIX, lo que puede ser atribuido a la tardía ocupación masiva de la costa ecuatoriana (Acosta, 2006). En el siglo XIX se registraron 13 tsunamis, de los cuales 4 son de campo cercano (30.8%). Al menos dos tsunamis fueron destructivos, cuyos orígenes fueron Perú de 1860 y el de Chile de 1868. No existen antecedentes confiables sobre la capacidad de destrucción que tuvieron los

tsunamis de campo cercano de este siglo. En el siglo XX se registraron 33 tsunamis, de los cuales 10 son de campo cercano (30.3%). Seis tsunamis fueron destructivos en el litoral continental: 1906 (de campo cercano), 1933 (campo cercano) y que también fue destructivo en las islas Galápagos, 1952 (campo lejano), 1958 (campo cercano), 1960 (campo lejano), 1979 (campo cercano). En el siglo XXI, se han consignado hasta el año 2012 la cantidad de 9 tsunamis, ninguno de campo cercano. Sólo los tsunamis de campo lejano Chile 2010 y Japón 2011 fueron destructivos en las islas Galápagos.

La proporción de tsunamis según la fuente del campo es de: 14 tsunamis registrados de campo cercano (24.1%), 24 tsunamis de campo intermedio (41.4%) y 20 tsunamis de campo lejano (34.5%). Sin embargo la proporción de tsunamis registrados de campo lejano con efectos en Ecuador

comenzó a aumentar a partir de los años 60 del siglo pasado al instrumentalizar el registro del nivel del mar en las islas Galápagos. De los 58 tsunamis de que se tiene noticia en la costa ecuatoriana desde 1586 al año 2012, 10 (17.2%) fueron destructivos ya fuera en el litoral continental (7), o en las islas Galápagos (2), o en ambos (1).

Desde 1960 al año 2012, de los 30 tsunamis registrados en la costa ecuatoriana, 14 (46.7%) fueron registrados exclusivamente en las islas Galápagos, todos de campo lejano y el correspondiente al año 2010 destructivo. Siete (23.3%) fueron registrados tanto en el litoral continental como en las islas Galápagos, de ellos, uno fue destructivo sólo en el litoral continental (1960) y otro exclusivamente en islas Galápagos (1964). A continuación se describen algunos de los 58 tsunamis de campo cercano y lejano identificados (Tabla II).

Tabla 1. Escala de grados de tsunami según Wiegel usada en la base de datos de eventos que afectan a Ecuador.
Fuente: Lagos (2000).

Escala grados de tsunami según Wiegel (Inamura e Iida)			
Grado del Tsunami	Altura ola [m]	<i>runup</i> [m]	Descripción daños
0	1 – 2	1 – 1.5	No produce daños.
1	2 – 5	2 – 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 – 10	4 – 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 – 20	8 – 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	16 – 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Tabla 2. Base de datos estándar de tsunamis de campo lejano y cercano ocurridos en Ecuador desde 1586 a 2012. Las fechas se indican en hora UTC, por lo que pueden ocurrir algunos cambios en el día.

N° (Id)	Terremoto								Tsunami						Fuente
	Fecha			Hipocentro					Campo	Run-up Registrados			N° Víctimas	Escala (Wiegel)	
	Año	Mes	Día	Mw	Lugar	Latitud	Longitud	Profundidad [km]		Origen [m]	Ecuador Continental [m]	Galápagos [m]			
1	1586	7	10	8.5	Perú	-12.2	-77.7	60	I	26	SD	SD	SD	3	1, 2, 3, 4
2	1678	6	18	8.2	Perú	-9.0	-79.0	40	I	SD	SD	SD	SD	2	1, 2, 3, 4
3	1746	10	29	8.6	Perú	-12.5	-77.0	30	I	24	SD	SD	4'800	3	1, 2, 3, 4
4	1806	12	1	7.5	Perú	-12.1	-77.1	30	I	1	SD	SD	SD	1	1, 3, 4
5	1808	11	30	SD	Ecuador	-0.2	-78.3	SD	C	SD	SD	SD	SD	SD	3, 4
6	1827	11	16	7.0	Ecuador	-1.8	-76.4	10	C	SD	SD	SD	SD	1*	3, 4
7	1847	5	23	SD	Perú	-12.1	-77.1	SD	I	2	SD	SD	SD	1	1, 3, 4
8	1860	4	23	SD	Perú	-12.0	-77.1	SD	I	0.7	>2	SD	SD	2	1, 3, 4
9	1865	1	8	SD	Perú	-12.0	-77.1	SD	I	2	SD	SD	SD	5	1, 3, 4
10	1868	8	13	9.1	Chile	-17.7	-71.6	25	I	18	4	SD	25'000	3	1, 3, 4
11	1868	8	18	7.7	Ecuador	0.4	-78.1	SD	C	SD	SD	SD	SD	1*	3, 4
12	1877	5	10	8.3	Chile	-21.1	-70.3	25	L	21	SD	SD	2'500	3	1, 3, 4
13	1877	5	14	SD	Perú	-12.1	-77.15	SD	I	SD	SD	SD	SD	1	1, 4
14	1877	10	11	SD	Colombia	2.3	-78.8	SD	C	SD	SD	SD	SD	1*	4
15	1878	1	27	SD	Perú	-12.1	-77.1	SD	L	SD	SD	SD	SD	5	2, 1, 3, 4
16	1882	9	7	7.9	Panamá	7.3	-77.8	40	I	3	SD	SD	SD	100	1, 1, 3
17	1906	1	31	8.8	Ecuador	1.0	-81.5	25	C	5	5	SD	1'500	2	1, 3, 4, 5, 6, 7
18	1906	2	7	6.3	Ecuador	1.0	-81.0	SD	C	SD	SD	SD	SD	1	4, 8, 9
19	1914	1	12	SD	Perú	-12.0	-76.6	33	I	1	SD	SD	SD	1	1, 3, 4
20	1933	10	2	6.9	Ecuador	-2.2	-81.0	10	C	SD	2.5	2.0	0	1	1, 4, 6
21	1942	5	22	7.0	Colombia	4.6	-74.5	13	C	1	SD	SD	SD	1	3, 4, 7
22	1952	3	4	8.1	Japón	41.8	144.1	45	L	6.5	0.1	SD	600	1	1, 3, 4
23	1952	11	4	9.0	Rusia	52.8	159.5	20	L	18.6	1.89	SD	4'000	2	1, 3, 4
24	1953	2	15	5.5	Perú	-12.0	-77.5	33	I	0.7	SD	SD	SD	1	1, 3, 4
25	1953	12	12	7.4	Perú	-3.6	-80.6	30	C	1	0.2	SD	SD	7	1, 1, 3, 4, 6
26	1957	3	9	8.7	Alaska	51.6	-175.3	28	L	22.8	0.53	SD	SD	2	1, 3
27	1958	1	19	7.7	Colombia	1.0	-79.5	20	C	SD	5.9	SD	100	2	1, 3, 4, 6, 7
28	1959	2	7	7.4	Perú	-3.8	-81.6	19	C	0.4	SD	SD	SD	0	0, 1, 3, 4
29	1960	5	22	9.5	Chile	-38.3	-72.7	33	L	25	1.9	0.6	2'000	4	1, 3, 4
30	1960	11	20	6.8	Perú	-6.6	-80.6	31	I	9	SD	SD	66	1	1, 3, 4
31	1962	3	12	6.8	Costa Rica	8.1	-82.7	19	I	0.1	SD	0.1	0	0	1, 3, 4
32	1964	3	28	9.2	Alaska	61.0	-147.7	7	L	67.1	0.6	1.0	140	2	1, 3, 4
33	1965	2	4	8.7	Alaska	51.2	-178.5	30	L	10.7	0.2	SD	0	1	1, 3
34	1966	10	17	8.1	Perú	-10.8	-78.7	34	I	3	SD	0.2	100	1	1, 2, 3, 4
35	1966	12	28	7.8	Chile	-25.5	-70.7	30	L	0.9	SD	0.1	0	0	1, 3
36	1967	9	3	7.0	Perú	-10.6	-79.7	38	I	2	SD	SD	SD	1	1, 3
37	1969	8	11	8.2	Rusia	43.6	147.8	27	L	5	0.3	0.2	0	0	1, 3, 4
38	1970	5	31	7.9	Perú	-9.2	-78.8	43	I	1.8	SD	SD	SD	1	1, 3
39	1974	10	3	8.1	Perú	-12.3	-77.8	13	I	1.8	SD	SD	SD	0	1, 2, 3
40	1979	12	12	8.1	Colombia	1.6	-79.4	24	C	6	>2	SD	600	2	1, 3, 4, 6, 7
41	1985	3	3	8.0	Chile	-33.1	-71.9	33	L	3.5	0.2	SD	0	0	1, 3, 4
42	1985	9	19	8.0	México	18.2	-102.5	27	I	3	0.3	0.11	9'500	1	1, 3, 4
43	1986	5	7	8.0	Alaska	51.5	-174.8	33	L	0.9	0.07	0.02	0	0	1, 3, 4
44	1992	9	2	7.7	Nicaragua	11.7	-87.3	45	I	9.1	0.1	0.55	170	2	1, 3, 4
45	1995	10	9	8.0	México	19.1	-104.2	33	I	5	SD	0.1	50	1	1, 3, 4
46	1996	2	21	7.5	Perú	-9.6	-79.6	10	C	5.1	SD	0.2	7	1	1, 3
47	1996	2	25	7.1	México	15.9	-98.1	21	I	0.1	SD	0.06	0	0	1, 3
48	1996	6	10	7.9	Alaska	51.6	-177.6	33	L	1.02	SD	0.04	0	0	1, 3
49	1998	8	4	7.2	Ecuador	-0.6	-80.4	33	C	SD	SD	SD	4	0	1, 3, 9
50	2001	6	23	8.4	Perú	-16.3	-73.6	33	I	8.6	SD	0.9	26	1	1, 3, 4
51	2004	12	26	9.1	Sumatra	3.3	95.8	10	L	50.9	SD	0.14	250'000	4	1, 3
52	2006	11	15	8.3	Rusia	46.6	153.3	10	L	0.88	SD	0.33	0	0	1, 4
53	2007	8	15	8.0	Perú	-13.4	-76.6	39	I	10.05	SD	0.54	500	1	1, 2, 4
54	2009	3	19	7.6	Islas Tonga	-23.0	-176.7	34	L	0.15	0.06	0.14	0	0	1, 4
55	2009	9	29	8.0	Islas Samoa	-15.5	-172.1	18	L	22.35	SD	0.13	200	2	1, 4
56	2010	2	27	8.8	Chile	-36.1	-72.9	23	L	29	SD	1.08	200	3	1, 4
57	2011	3	11	9.0	Japón	38.3	142.4	29	L	38.9	SD	>2	20'000	3	1, 4, 10
58	2011	7	6	7.6	Nueva Zelanda	-29.6	-176.3	17	L	1.2	SD	0.15	0	0	1

Fuente 1. NOAA (2013), 2 - Chlieh *et al.* (2011), 3 - HTDB/Pac (2005), 4 - HTDB/WLD (2011), 5 - USGS (2013), 6 - Espinoza (1992), 7 - Ortiz *et al.* (2001), 8 - Gómez & Leschiutta (2004), 9 - Segovia *et al.* (1999), 10 - Rentería *et al.* (2012).

**(Id 3). Perú (12.5°S; 77.0°W)
Mw = 8.0 del 29 de Octubre
de 1746**

Lima fue completamente arrasada por el terremoto (CERESIS, 1985), registrándose el sismo también en Guayaquil. En el Callao el mar se retiró previamente e ingresaron al menos 2 olas media hora después del terremoto, una de 10 [m], el *runup* fue de 24 [m], ingresó 4 [km] (NOAA, 2013). Veintiocho embarcaciones que se encontraban en el puerto naufragaron, mientras que 5 buques mayores quedaron varados en tierra muy distante de la playa (Cabral, 1880), uno de ellos a más de 1.5 [km] tierra adentro (Gascón, 2005). El tsunami se registró en lugares tan distantes como Talcahuano (Chile) y Acapulco (México). Los puertos de Santa (9°S) y Guañape (8.5°S) en el norte de Perú también fueron devastados por el maremoto (Cabral, 1880). Existe una referencia que permite suponer que el tsunami también llegó a Manta (NOAA, 2013).

**(Id 17). Ecuador (1.0°N;
81.5°W) Mw = 8.8 del 31 de
enero de 1906**

Treinta minutos después del terremoto, se originó un tsunami que llegó a Tumaco (Colombia) y a las poblaciones cercanas; después de 20 minutos del arribo de la primera ola, llega una segunda ola y posteriormente una tercera. La zona de ruptura se estima (Ortiz *et al.*, 2011) entre Isla de la Plata – Cabo San Lorenzo (1°S) e Isla Gorgona – Barrera Nariño (3°N), con una extensión de 400 [km] de longitud. Equivalente tanto en intensidad como extensión de su ruptura al terremoto de Chile del 2010.

Las olas del tsunami fueron muy destructivas en las costas bajas y planas existentes desde Río Verde hacia el norte, donde todas las viviendas asentadas cerca de la playa o en la zona estuarina formada por los Ríos Santiago y Mataje fueron destruidas (Espinoza, 1992). En la Tola, 23 viviendas fueron destruidas. En Esmeraldas, el río se desbordó de su cauce inundando las zonas bajas de la población y sus calles principales (NOAA, 2013; Rudolph & Szirtes, 1911). Este tsunami fue observado en Bahía de Caráquez, donde el mar se elevó 1.0 [m] en menos de 30 minutos (Espinoza, 1992). Se estiman entre 1'000 y 1'500 muertos debido al tsunami (USGS, 2013), el cual fue percibido en San Diego, San Francisco, Honolulu y Japón (USGS, 2013; Rudolph & Szirtes, 1911). En el barrio de Puerto Limón (Guayaquil) cuatro pequeñas islas desaparecieron. Estas islas estaban habitadas por pescadores, quienes escaparon en botes pequeños. No existen registros de que el tsunami haya afectado a Manta, pero se percibió que después del terremoto, la profundidad en la rada de Manta disminuyó sensiblemente (Rudolph & Szirtes, 1911).

**(Id 20). Ecuador (2.2°S; 81.0°W)
Mw = 6.9 del 2 de Octubre de
1933**

El tsunami habría inundado las poblaciones de la Península de Santa Elena, se estima que tuvo una altura de 2.5 [m] (Espinoza, 1992), un cable submarino se rompió a 25 [km] al sur de la ciudad de Salinas (Arreaga & Ortiz, 2002). En La Libertad, el mar se retiró de la costa inmediatamente después del terremoto (NOAA, 2013).

**(Id 25). Perú (3.6°S; 80.6°W)
Mw = 7.4 del 12 de Diciembre
de 1953**

En la costa norte de la Península de Santa Elena, se produjeron oscilaciones de 20 [cm] aproximadamente (Espinoza, 1992). También se registraron efectos en Celica, Azoguez y Malacatos (Rentería, 2007). En Talara, el tsunami registró una amplitud de 1 [m] (NOAA, 2013). El tsunami también se registró en Japón (Rentería, 2007) con una amplitud 1.8 [m]. (Id 27). Colombia (1.4°N; 79.3°W) Mw = 7.6 del 19 de Enero de 1958

Se generó un tsunami con olas de 2.0 [m] a 5.9 [m], haciendo que una embarcación casi se hunda frente a Esmeraldas y matando a 4 personas (Arreaga & Ortiz, 2002). Las olas ocasionaron daños en Tumaco (Colombia) y la costa norte de la provincia de Esmeraldas (Arreaga & Ortiz, 2002; Espinoza, 1992). También se registró el tsunami en Guayaquil (NOAA, 2013).

**(Id 40). Colombia (1.6°N;
79.4°W) Mw = 7.7 del 12 de
Diciembre de 1979**

Produjo un tsunami que ocasionó daños en el territorio colombiano (Herd *et al.*, 1981), destruyendo la ciudad de Tumaco (Ortiz *et al.*, 2001) y las poblaciones de El Charco, San Juan, Mosquera y Salahonda; junto con seis aldeas de pescadores (Otero *et al.*, 2009). Los daños en el Ecuador fueron leves (Espinoza, 1992; Pararas-Carayannis, 1980). En Esmeraldas se presentaron de 3 a 4 olas en bajamar (Arreaga & Ortiz, 2002).

(Id 56). Chile (36.1°S; 72.9°W)

Mw = 8.8 del 27 de Febrero de 2010

En Galápagos, se registraron anomalías de 35 [cm] en Baltra y 1.08 [m] en Santa Cruz (NOAA, 2013). En La Libertad se perciben por lo menos tres crestas diferentes entre 20 a 70 [cm], pasadas las 8:30 hora local (Moreano *et al.*, 2012). En Manta se registraron amplitudes de 25 a 30 [cm], en Esmeraldas de 20 a 30 [cm], en Bahía de Caráquez de 30 a 50 [cm] y en Puerto Bolívar de 35 a 50 [cm] (Moreano *et al.*, 2012).

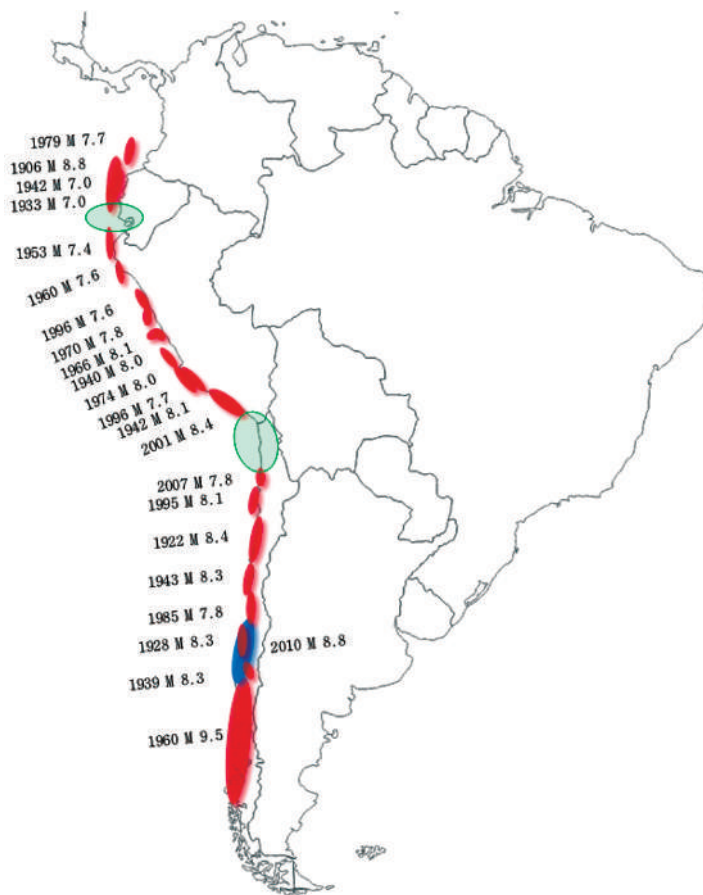
(Id 57). Japón (38.3°N; 142.4°E) Mw = 9.0 del 11 de Marzo de 2011

En Galápagos se registró un *runup* de 0.86 [m] en Baltra y 2.26 [m] en Santa Cruz, donde el mar ingresó hasta 500 [m] tierra adentro (NOAA, 2013). En La Libertad, se registraron anomalías de 1.61 [m]. Boyas ancladas en el archipiélago fueron desplazadas hasta 800 [m] por las corrientes inducidas por la onda de tsunami y se pudo constatar importantes áreas inundadas en diversas localidades del archipiélago (Rentería *et al.*, 2012).

DISCUSIÓN

La evidencia histórica recabada muestra que Ecuador, tanto en las islas Galápagos como en el litoral continental, es afectado frecuentemente por tsunamis de campo lejano, la mayoría no destructivos. Sin embargo el litoral continental de Ecuador se encuentra próximo a la zona de subducción de la placa de Nazca y Sudamericana, capaz de producir megaterremotos tsunamigénicos, como quedó

Figura 4. Últimos terremotos importantes sobre la línea de subducción sudamericana del Pacífico Sur Oriental (costas de Chile, Perú, Ecuador y Colombia). En azul se marca el terremoto ocurrido en Chile central en el año 2010, que correspondía a una zona de silencio sísmico. En verde se señalan los dos segmentos de silencio sísmico que a la fecha no han roto acumulando energía suficiente para un megaterremoto. Uno de ellos corresponde a la costa centro sur de Ecuador continental.



demostrado en la costa norte ecuatoriana en los años 1906 y 1979. Al volcar la información histórica de terremotos importantes en esta zona de subducción resalta que esta zona norte del litoral ecuatoriano ha sido afectada durante el siglo XX por otros terremotos menores, que generaron tsunamis (figura 4), pero el sector centro sur de la costa ecuatoriana continental no ha sufrido ningún terremoto importante en las últimas centurias, aun cuando en la zona existe evidencia

visual de los efectos de un megaterremoto en el pasado. El análisis de los silencios sísmicos permitió a Ruegt *et al.* (2009) identificar la zona donde ocurrió el terremoto de Chile 2010. McCaffrey (2007) identificó los dos puntos señalados en la figura 4 (centro - sur de la costa ecuatoriana y la costa norte de Chile) como zonas de silencios sísmicos potenciales para un megaterremoto (cercano o superior a magnitud 9.0). Recientemente Pararas-Carayannis (2012) analizó la potencialidad de generación

de un tsunami en la costa ecuatoriana.

Para analizar el riesgo de tsunami, por un lado se debe tener claridad del peligro existente, tanto de la generación de tsunamis de campo cercano como lejano y por otro evaluar la vulnerabilidad mediante la definición de variables geodemográficas adaptadas a cada localidad en particular. Así, la evaluación del riesgo se realiza mediante el cruce de la información de vulnerabilidad de la localidad y el peligro de tsunami. Esto debiera ser incorporado en la planificación territorial de la zona costera ecuatoriana, para minimizar la pérdida de vidas y el daño de las obras marítimas y terrestres. Hasta la fecha, la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos ha confeccionado más de 50 cartas de inundación por tsunamis para diferentes localidades del litoral ecuatoriano, con escala de trabajo 1:50.000. A nivel internacional, el *Pacific Tsunami Warning Center*, situado en Honolulu (Hawai) envía boletines informativos cada vez que se produce un sismo cuya magnitud sea mayor

que 6.5 y cuyo epicentro se encuentre ubicado en algún punto de la cuenca del Pacífico, mientras que el *International Coordination Group for the Tsunami Warning System in the Pacific*, comenzó a tener carácter multinacional en 1965 y actualmente agrupa 26 países, incluyendo a Ecuador.

CONCLUSIONES

Existen antecedentes de 58 tsunamis que han arribado al litoral ecuatoriano desde el año 1586 al 2012. De ellos, once (19%) fueron destructivos.

De los once tsunamis destructivos, siete (63.6%) afectaron con daños exclusivamente el litoral continental, tres (27.3%) el litoral de las islas Galápagos y sólo uno (9.1%) afectó tanto el litoral continental como el archipiélago.

Se constató la existencia de tsunamis destructivos de campo lejano afectando el litoral continental e insular debido a que el océano Pacífico concentra la mayor ocurrencia de tsunamis del mundo (más del 80%). Las

islas Galápagos tienen un mayor riesgo de ser afectadas por un tsunami destructivo de campo lejano que el litoral continental, por su mayor proximidad al “Cinturón de Fuego” del Pacífico Occidental, origen del mayor número de tsunamis.

De acuerdo a la distancia de generación de los tsunamis, el 50% de los tsunamis destructivos que asolaron el litoral continental son de campo cercano, el 25% de campo intermedio y el 25% de campo lejano. En las islas Galápagos, el 75% de los tsunamis destructivos fue de campo lejano, el 25 de campo cercano y ninguno de campo intermedio.

AGRADECIMIENTOS

Financiamiento parcial: Fondo Desarrollo Disciplinario Facultad de Ingeniería Universidad de Playa Ancha; Dirección General de Investigación a través del proyecto DGI ING-01/1213; Unión Iberoamericana de Municipalistas, a través de una beca de Investigación para una estadía en Granada – España durante noviembre de 2012.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acosta, A. (2006). Breve Historia Económica del Ecuador. Segunda edición actualizada. Corporación Editora Nacional, Quito, 406pp.

Aguiar, R., Toulkeridis, T. & Castro, C. (2009). Nuevo mapa de peligrosidad sísmica. Revista técnica e informativa, Colegio de Ingenieros, Pichincha. Nº10: 14 – 19. Disponible en (junio de 2013): <http://www.ipgh.gob.ec/index.php/geofisica/publicaciones/65-nuevo-mapa-de-peligrosidad-sismica>.

Aguiar, R., García, E. & Villamarín, J. (2010). Leyes de atenuación para sismos corticales y de subducción para el Ecuador. Revista Ciencia, Vol. 13(1): 1 - 18.

Arreaga, P. & Ortiz, M. (2002). Análisis de riesgo de inundación por tsunamis en el Golfo de Guayaquil. Acta Oceanográfica del Pacífico. Vol. 11(1): 23 - 29.

Beck, S. (1993). Variations in the rupture mode of large earthquakes along the South American subduction zone.

Second ISAG, Oxford (UK): 59 - 62. Disponible en (junio de 2013): http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/colloques2/38369.pdf

Cabral, J.V. (1880). Lina Montalván; O, el terremoto que destruyó El Callao y la Ciudad de Lima en 1746: con una reseña sobre el descubrimiento del Perú a que se agrega algunas reminiscencias históricas acerca de su independencia. Imprenta Porvenir, Buenos Aires, 279pp. Reimpresión Harvard University Library.

CERESIS (1985). Terremotos destructivos en América del Sur, 1530 - 1984. Centro Regional de Sismología para América del Sur. Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina (proyecto SISRA). Vol. 10, 333pp.

Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.P., Remy, D., Nocquet, J.M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G. & Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling

and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, Vol. 116(B12): DOI : 10.1029/2010JB008166.

Cruz, M., Acosta, M. & Vásquez, N. (2005). Riesgos por tsunami en la costa ecuatoriana. Sección nacional del Ecuador del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Organización de Estados Americanos, OEA. Publicaciones de geofísica. Disponible en (junio de 2013): <http://www.ipgh.gob.ec/index.php/geofisica/publicaciones/67-riesgos-por-tsunami-en-la-costa-ecuatoriana>.

EM-DAT (2013). Emergency Events Database. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), School of Public Health of the Université Catholique de Louvain. Disponible en: <http://www.emdat.be/> (junio de 2013).

Espinoza, J. (1992). Terremotos tsunamigénicos en el Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*. INOCAR, Ecuador, Vol. 7(1): 21 - 28.

Espinoza, J. (2006). Impactos de fenómenos oceánicos. Centro Regional de Información sobre Desastres (CRID). 12pp. Disponible en (junio de 2013): <http://cidbimena.desastres.hn/docum/crid/Enero2006/CD-1/pdf/spa/doc9219/doc9219-contenido.pdf>.

Fritz, H., Petroff, C., Catalán, P., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, C. Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Domínguez, J. & Synolakis, C. (2011). Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168: 1989–2010.

Gascón, M. (2005). Terremotos y tsunamis coloniales. En vientos, terremotos, tsunamis y otras catástrofes naturales: historia y casos latinoamericanos. Gascón, M. (ed). Editorial Biblos, Buenos Aires,: 63 - 79.

Giesecke, A., Gómez, A., Leschiutta, I., Migliorini, E. & Rodríguez, L. (2004). The CERESIS earthquake catalogue and database of the Andean Region: background, characteristics and examples of use. *Annals of Geophysics*, VOL. 47(2/3): 421 - 435.

Gómez, A. & Leschiutta, I. (2004). Determining the parameters of earthquake sources in South America from macroseismic intensity data (CERESIS database). *Earth Sciences Research Journal*, Vol 8(1): 10 - 18.

Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango, J.L., Pearson, W.L. & Mendoza, C. (1981). The Great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979. *Science*, Vol. 211: 441 - 445.

HTDB/Pac (2005). Historical Tsunami Database For The Pacific, 47 B.C. To Present. Intergovernmental Oceanographic Commission, Russian Foundation for Basic Research, Siberian Division Russian Academy of Sciences, Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. Disponible en: <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/> (junio de 2013).

HTDB/WLD (2011). Historical Tsunami Database for the World Ocean. Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Tsunami Laboratory, Novosibirsk, Russia. Disponible en (junio de 2013): <http://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php>.

Lagos, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 27: 93 - 102.

Levin, B. & Nosov, M. (2009). *Physics of Tsunami*-Springer, 327pp.

McCaffrey, R. (2007). The Next Great Earthquake. *Science*, Vol 315: 1675 - 1676.

Moreano, H., Arreaga, P. & Nath, J. (2012). El tsunami de Chile 27-02-2010 y su comportamiento en las zonas costera e insular del Ecuador. *Acta Oceanográfica del*

Pacífico. Vol. 17(1): 31 - 39.

NOAA (2013). Tsunami Event Database. National oceanic and atmospheric administration. National Geophysical data center. Disponible en (junio de 2013): <http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7>.

Ortiz, M., Quinceno, A. & Fernández, M. (2001). Regional and far field effects of Colombian tsunamis in the Pacific Ocean. 4th EqTAP Multilateral Workshop Proceedings. Disponible en (junio de 2013): http://eqtap.edm.bosai.go.jp/publications/EqTAP_ws/ws_4th/pdf/cd-rom/session_2/2_10_modesto/paper_2_10.pdf.

Otero, L., González, M. & Losada, I. (2009). Peligrosidad debido a tsunamis en el litoral pacífico colombiano y análisis de una alternativa para mitigar su impacto. En: Comisión Colombiana del Océano, 40 años comprometida con los mares y costas del País. Bogotá D.C. Colombia, Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. pp: 78 - 89.

Pararas-Carayannis, G. (1980). Earthquake and tsunami of 12 december 1979 in Colombia. *Tsunami Newsletter*, Vol. XIII(1): 1 - 9. Disponible en (junio de 2013): <http://repositorio.iaen.edu.ec/bitstream/24000/437/1/IAEN-M019-2010.pdf>.

Pararas-Carayannis, G. (2012). Potential of tsunami generation along the Colombia/Ecuador subduction margin and the Dolores-Guayaquil mega-thrust. *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 31(3): 209 - 230.

Rentería, W. (2007). Elaboración de mapas digitales de inundación por tsunamis para Machala y Salinas basados en el tsunami histórico de 1953. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 14(1): 207 - 216.

Rentería, W., Lynett, P., Weiss, R. & De La Torre, G. (2012). Informe de la investigación de campo de los efectos del tsunami de Japón Marzo 2011, en las islas Galápagos. *Acta Oceanográfica del Pacífico*. Vol. 17(1): 177 - 203.

Rudolph, E. & Szirtes, S. (1991). El terremoto colombiano del 31 de enero de 1906. Publicaciones ocasionales del OSSO #1. 34pp. Traducción disponible en línea (junio de 2013): http://www.osso.org.co/docu/especiales/Traduccion_TERREMOTO_1906.pdf.

Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliera, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S. & Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175: 78–85.

Sánchez, J. & Clavijo, J. (2011). Aspectos científicos y lecciones para Colombia luego del sismo de Tohoku, Japón, en marzo 11 de 2011 (Mw 9.0). *Geología Colombiana*, Vol. 36(1): 24 - 35.

Segovia, M., Pacheco, J., Shapiro, N., Yepes, H., Guillier, B., Ruiz, M., Calahorrano, A., Andrade, D. & Egred, J. (1999). The August 4, 1998, Bahía Earthquake (Mw = 7.1): Rupture Mechanism and Comments on the potential seismic activity. Fourth ISAG, Goettingen (Germany): 673 - 677. Disponible en (junio de 2013): http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010022689.pdf.

USGS (2013). Historic World Earthquakes. Sorted by Country/Region & Date. United States Geological Survey's. Earthquake Hazards Program. Disponible en (junio de 2013): http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/historical_country.php.

Winckler, P., Reyes, M. & Contreras, M. (2011). Recomendaciones de diseño de obras marítimas y terrestres sometidas a cargas de tsunamis. *Anales del Instituto de Ingenieros de Chile*, 123(1): 19 - 39.